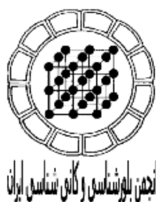
مجله
بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و ششم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۷، از صفحهٔ ۳۱۵ تا ۳۲۶



نخستین گزارش از وجود کانی‌های فشار بالا در مجموعه افیولیتی کرمانشاه تأییدی بر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس

فرهاد آلیانی، زینب دارایی‌زاده*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

(دریافت مقاله: ۹۶/۲/۲۶، نسخه نهایی: ۹۶/۶/۱۵)

چکیده: مجموعه افیولیتی کرمانشاه در پهنه ساختمانی ـ زمین‌ساختی غرب ایران در بخش شمالی روراندگی اصلی زاگرس قرار دارد و بخشی از کمربند افیولیتی بشدت گسیخته کرمانشاه ـ پنجوین محسوب می‌شود. وجود پهنه چند دگرگونه در منطقه در اصل به توسعه افیولیت‌ها و جایگیری زمین‌ساختی آنها وابسته است. برخی از سنگ‌های دگرگونی موجود در منطقه (یشم و بدل یشم) دارای سختی، وزن مخصوص و تراکم بالا بوده و شامل کانی‌هایی چون ترمولیت، اکتینولیت، پلاژیوکلاز، کلینوکلر و گارنت گروسولار هستند. سنگ-های دگرگونی دربردارنده ترمولیت بسیار متراکم و نفریت موجود در منطقه و نیز سرپانتینیت‌های آنتی‌گوریتی بسیار متراکم موسوم به باونیت، گواهی روشن بر رخداد پدیده فرورانش و رخداد دگرگونی فشار بالا در منطقه هستند. سرپانتینیت‌های منطقه با مقدار آنتی-گوریت و کروم مگنتیت بسیار بالا و نیز افت گرمایی (LOI) نسبتاً کم (۱۲٫۱-۱۰٫۹ درصد وزنی) با دگرگونی رخساره شیست آبی دما متوسط تا بالا مشخص می‌شوند. این شرایط دگرگونی برآمده از سرپانتی‌شدن پروتولیت‌های هارزبورژیتی به‌شدت تهی شده‌ای است که در اثر ذوب‌بخشی گسترده (بیش از ۱۵ درصد، مطابق با محیط فرورانشی آبدار) رخ داده‌اند. گابروها در مجموعه افیولیتی دچار دگرسانی نوع رودنژیتی شده‌اند، این گابروهای رودنژیتی، در ادامه یک فرایند رودنژیت‌زدایی را نیز پشت سر گذارده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *نفریت؛ یشم؛ بدل یشم؛ سرپانتینیت؛ باونیت؛ دگرگونی فشار بالا؛ فرورانش؛ افیولیت کرمانشاه.*

مقدمه

سنگ‌های دگرگونی موجود در مناطق افیولیتی در شناخت فرایندهای حاکم بر جایگیری افیولیت‌ها از اهمیت فراوانی برخوردارند، زیرا این سنگ‌ها به پهنه‌های کششی و فرورانش پیش از برخورد وابسته بوده و بررسی سنگ‌شناسی آنها در تعیین جایگاه زمین‌ساختی بسیار مؤثر است. ویژگی‌های زمین-شیمیایی کلی این مجموعه‌های سنگی دگرگونی اطلاعات مفیدی را در رابطه با وسعت حوضه‌های اقیانوسی در بر دارد. با تعیین شرایط فشار، دما و سازوکار دگرگونی سنگ‌های منطقه فرورانش، تاریخچه دگرگونی و برخورد مشخص می‌شود و علاوه بر تعیین وسعت حوضه اقیانوسی می‌توان به بررسی نظام گرمایی و شرایط زمین‌دینامیک منطقه فرورانش پرداخت [۱]، بر این اساس سنگ‌های دگرگونی وابسته به افیولیت‌ها از ارکان مهم ارایه مدل زمین‌دینامیکی مناطق افیولیتی محسوب می‌گردد.

در این پژوهش علاوه بر بررسی دگرگونی‌های مختلف، رخداد دگرگونی فشار بالا در افیولیت کرمانشاه معرفی شده و بر اهمیت آنها در فهم شرایط پهنه فرورانش تأکید می‌شود.

به‌طور کلی همه سنگ‌های افیولیتی در بیشتر مناطق افیولیتی ایران دست کم دچار دو نوع دگرگونی با نتایج متفاوت شده‌اند. دگرگونی نوع اول دگرگونی گرمابی کف اقیانوسی بوده که به‌صورت استاتیک عمل کرده است. این دگرگونی اغلب موجب تغییر شکل در سنگ‌ها نشده و بیشتر منجر به تغییر ترکیب شیمیائی آنها شده است و شاید استفاده از نام دگرسانی

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۸۳۰۹۷۳۰۰، نمابر: ۰۸۱۳۸۳۸۱۴۶۰، پست الکترونیکی: zeinab.daraee@gmail.com

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.315]

در مورد این دگرگونی درست‌تر باشد. فرایند سرپانتینی شدن از آثار این دگرگونی در سنگ‌های فرامافیک و مافیک محسوب می‌شود که منجر به تشکیل کانی‌های کریزوتیل و لیزاردیت در این سنگ‌ها شده است و همزمان با این دگرسانی، در سنگ‌های مافیک مانند گابروها و دیابازها در اثر پدیده رودنژیتی شدن کانی‌هایی از قبیل وزوویانیت، گروسولر و کلریت به وجود آمده است. برخی پژوهشگران پدیده اسپیلیتی شدن که موجب تشکیل سنگ‌های اسپیلیتی از لاوهای بازی می‌شود، را نیز در ارتباط با این دگرگونی می‌دانند. در این میان تشکیل برخی سنگ‌های آمفیبولیتی و سنگ‌های سبز فاقد جهت یافتگی نیز می‌تواند وابسته به این دگرگونی باشد.

دگرگونی نوع دوم از نوع دینامیک بوده و پس از کرتاسه بالایی صورت گرفته و دارای آثار شدیدتری به ویژه از نظر تغییر شکل بوده و در مقیاس وسیعتری نیز عمل نموده و در بیشتر موارد بر سنگ‌های دگرگون شده نوع اول نیز تأثیر گذاشته است. آثار این دگرگونی را در سنگ‌های فرامافیک می‌توان بصورت رگه‌های فراوان آنتی‌گوریت (که در شرایط نسبی فشار بالا و دمای پائین تشکیل می‌شوند) یافت. این رگه‌ها بیشتر کانی‌های کریزوتیل و لیزاردیت برآمده از دگرگونی پیشین را قطع می‌کنند. آثار دگرگونی چند مرحله‌ای زمان آلپین در سنگ‌های مافیک به ویژه در دیابازها و پیلولاواها به طور چشم‌گیری قابل پیگیری است. معمولاً دگرگونی نام برده در این گونه سنگ‌ها بصورت پیشرونده عمل کرده و در ابتدا که نسبت فشار وارده به دما بیشتر بوده، پیلولاوها را از رخساره پرهنیت ـ پامپلهایت (در این حالت تغییر شکل عمده‌ای در سنگ‌ها ایجاد نمی‌شود) تا رخساره شیست آبی متأثر کرده و موجب تغییرات قابل ملاحظه دگرشکلی و دگرسانی را در سنگ‌های اولیه شده است [۲].

سنگ‌های مختلف دگرگونی در مجموعه‌های افیولیتی می‌توانند دارای خاستگاه جداگانه و متعددی باشند. از این‌رو بررسی‌های دقیق و کاوش بیشتر در مورد این سنگ‌ها در هر منطقه می‌تواند نتایج جالبی جهت کمک به شناخت کیفیت دگرگونی و انواع مختلف سنگ‌های دگرگونی و چگونگی ارتباط آنها با هم در منطقه به دست دهد.

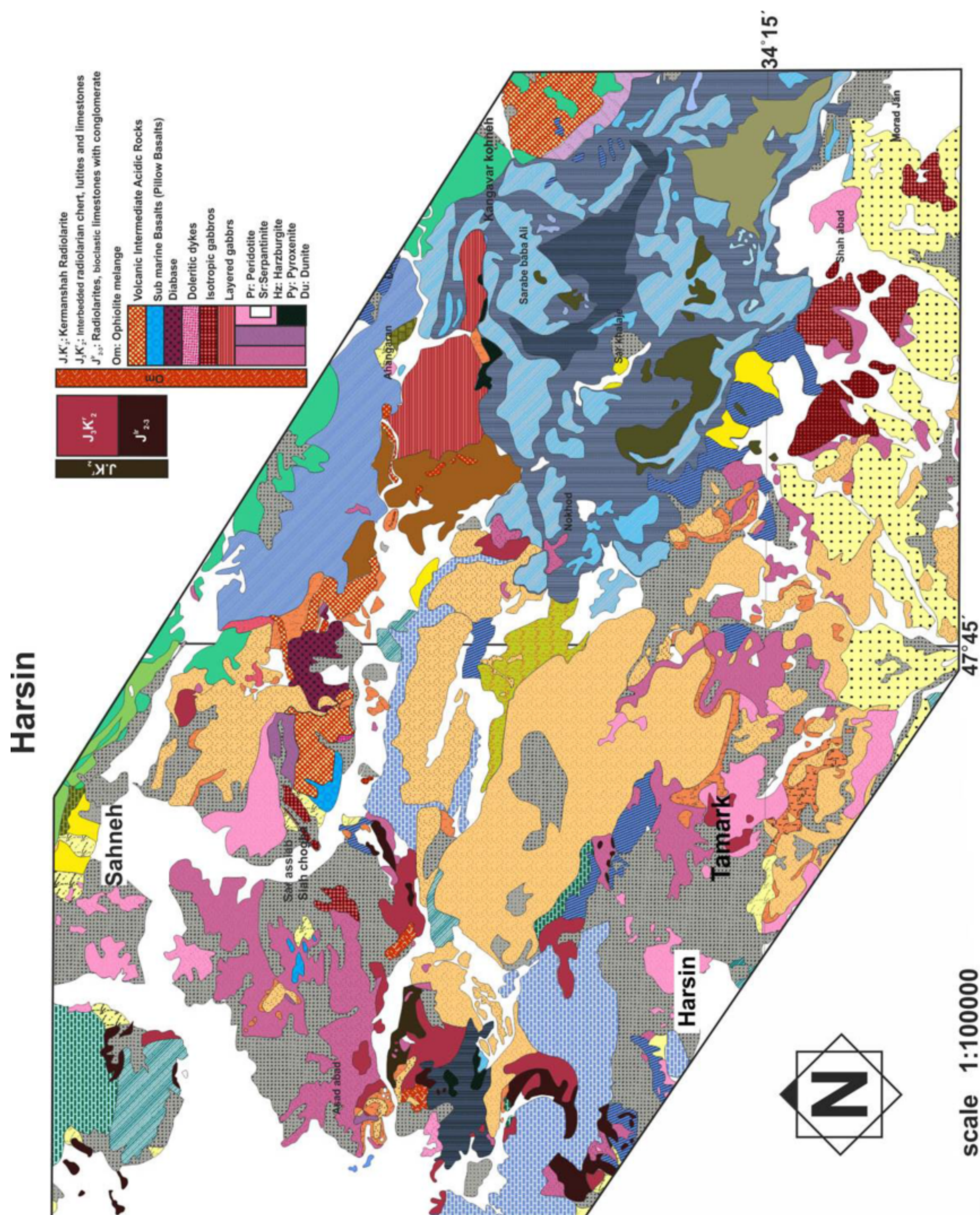
زمین‌شناسی عمومی

با توجه به رابطه نزدیک زمانی، مکانی و زمین‌شیمیایی سنگ های دگرگونی با افیولیت کرمانشاه، توضیح اجمالی این افیولیت ضروری به نظر می‌رسد. افیولیت‌ها قطعاتی از سنگ‌کره اقیانوسی و شاخص بسته شدن اقیانوس‌ها (به عبارتی محل حوضه‌های اقیانوسی ناپدید شده) محسوب می‌شوند که به سبب رویدادهای زمین‌ساختی بر سطح زمین رانده شده‌اند. پهنه زمیندرز زاگرس که از مرز ایران ـ ترکیه تا شمال تنگه هرمز ادامه دارد، بخش مهمی از کمربند کوهزایی آلپ ـ هیمالیاست که برخی از افیولیت‌های مهم ایران، از جمله افیولیت مورد بررسی در این پژوهش را دربردارد. افیولیت‌های زاگرس بخشی از بقایای نئوتتیس هستند که به صورت نوار باریکی بین ورقه عربی و سنندج ـ سیرجان در راستای شمال‌غرب ـ جنوب‌شرق رخنمون دارند. این افیولیت‌ها از نظر ترکیب و تاریخ تکامل ساختاری شبیه افیولیت عمان هستند [۳].

مجموعه افیولیتی کرمانشاه در پهنه ساختمانی ـ زمین‌ساختی غرب ایران در بخش شمالی روراندگی اصلی زاگرس قرار دارد و جزئی از کمربند افیولیتی به شدت گسیخته کرمانشاه ـ پنجوین بوده و به نظر شفاهی مقدم و همکارش [۴] از جمله افیولیت‌های کمربند خارجی زاگرس است. مجموعه افیولیتی مورد نظر به سبب گسترش در ناحیـــه‌ی صحنه و هرسین به « افیولیت صحنه ـ هرسین» معروف است [۵]. نقشه زمین‌شناسی ساده شده‌ای از منطقه مورد بررسی در شکل ۱ آمده است.

پیدایش افیولیت‌ها و آمیزه‌های رنگین نشان دهنده بسته شدن نئوتتیس و برخورد قاره‌ای بین صفحه آفرو ـ عربی و ایران مرکزی در امتداد زمیندرز زاگرس است. زمان بسته شدن نئوتتیس مورد توافق کلی زمین‌شناسان نیست و از کرتاسه پایانی [۷،۶] تا ائوسن پایانی ـ الیگوسن [۸-۱۱]، تا میوسن [۱۳،۱۲] و حتی پلیوسن [۱۴] گزارش شده است. برخی نیز زمان نهایی بسته شدن نئوتتیس را میوسن پسین می‌دانند [۱۵]. سن پتاسیم ـ آرگون سنگ کل یک دایک لوکودیوریتی در افیولیت کرمانشاه، ۷٫۸± ۸۶٫۳ میلیون سال تعیین شده است [۱۶]، جدیدترین سن‌سنجی به روش اورانیوم ـ سرب زیرکن نشان می‌دهد که جوانترین قسمت افیولیت کرمانشاه (صحنه ـ کامیاران) در ۰٫۵±۳۵٫۷ میلیون سال و قدیمی‌ترین بخش آن (هرسین) در ۰٫۹±۷۹٫۳ میلیون سال قبل تشکیل شده است [۱۵]. از نظر زمین‌ساختی برای فرآیند بسته شدن نئوتتیس و جایگیری افیولیت‌ها در امتداد پهنه جوش خورده یا زمیندرز

زاگرس، شواهد انکار ناپذیری وجود دارد. در مورد محیط زمین-دینامیکی این افیولیت‌ها، پژوهشگران مختلف فرضیات گوناگونی مانند پشته‌های میان اقیانوسی و محیط‌های پشت قوس را مطرح نموده‌اند. سنگ‌های افیولیتی کرمانشاه در هر دو محیط جزایر درون اقیانوسی و محیط‌های جزایر کمانی تشکیل شده‌اند [۱۷]. ترکیان و همکاران [۱۸] بر پایه داده‌های زمین-شیمی دایک‌های دیابازی، خاستگاه زمین‌ساختی محیط پشت قوس یا فرافرورانشی پهنه را برای افیولیت کرمانشاه در نظر گرفته‌اند.



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ هرسین (برگرفته از مرجع [۲۳])، واحدهای افیولیتی در نقشه مشخص شده‌اند.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.315]

بررسی‌های صحرایی

برونزدهای افیولیت کرمانشاه عبارتند از: ۱) جنوب صحنه (شمال شرق کرمانشاه) متشکل از سنگ‌های فرابازی با بافت کومولیت، پریدوتیت، هارزبورژیت و پیروکسنیت است که نخست با سنگ‌های گابرویی و سپس با گدازه پوشیده شده‌اند، لذا این مجموعه سالم و فاقد آمیختگی‌های ناشی از فعالیت‌های زمین‌ساختی است. ۲) جنوب‌شرق مجموعه، یعنی در ناحیه‌ی ارگانا (ارگنه) سنگ‌های فرابازی با فلس‌های آهکی و رادیولاریتی همراه‌اند که در نتیجه فشارهای زمین‌ساختی با هم مخلوط شده و به شدت زمین ساخت هستند. ۳) در هرسین یک توده‌ی سرپانتینیت رخنمون دارد که در آن ورقه‌هایی از آهک‌های باز تبلور یافته زیستی آواری (به احتمال زیاد متعلق به تریاس) وجود دارد. ۴) در جاده هرسین ـ نورآباد دلفان (استان لرستان)، طیف وسیعی از سنگ‌ها شامل پریدوتیت‌ها و پریدوتیت‌های سرپانتینتی، گابروها، دایک‌های صفحه‌ای، بازالت‌های اسپیلیتی و گدازه‌های بالشی دیده می‌شود. ۵) در اطراف شهرستان دلفان، گابروها و نیز پریدوتیت‌های سرپانتینی شده رخنمون یافته‌اند.

کربنات‌های مجموعه بیستون به سن تریاس پیشین ـ کرتاسه پسین [۱۹] در زمان مایستریشین [۲۰] بر نهشته‌های افیولیتی رانده شده‌اند (جاده کرمانشاه به هرسین). در برخی جاها در مسیر جاده هرسین به نورآباد دلفان، نهشته‌های رسوبی ـ تخریبی با سن الیگوسن ـ میوسن روی افیولیت‌ها قرار گرفته‌اند [۲۱].

به طور کلی می‌توان گفت که مجموعه افیولیتی کرمانشاه (شکل ۱) شامل سنگ‌های مختلف یک دنباله افیولیتی کامل است که از نظر سنگ‌شناسی از پایین به بالا شامل: فرامافیک‌ها با بافت تکتونیت (شامل هارزبورژیت، دونیت و لرزولیت)، سنگ‌های فرامافیک با بافت انباشت سنگ، سنگ‌های نفوذی مافیکی (شامل گابروهای پگماتوییدی، تروکتولیت‌ها، گابروهای میلونیتی، گابروهای همسانگرد، گابروهای معمولی، لوکوگابروها و گابروهای آمفیبول‌دار)، دایک‌های ورقه‌ای، پیلولاواها و پلاژیوگرانیت‌هاست که زیر دایک‌های ورقه‌ای و بالای گابروها قرار دارند و در بعضی جاها توسط همین دایک‌ها قطع شده‌اند. بالاترین بخش مجموعه افیولیتی به آهک‌های پلاژیک و رادیولاریت‌های کرتاسه بالایی اختصاص دارد.

در جنوب صحنه، پریدوتیت‌ها پس از دنباله مافیک دارای بیشترین رخنمون هستند [۲۲]. اندکی گابروی همسانگرد همراه حجم زیادی از دیاباز و گدازه‌های بازالتی با دبی بالشی دیده می‌شود. پریدوتیت‌ها سرپانتینی شده‌اند، گابروها به‌شدت تجزیه شده و دایک‌های دیابازی تا حد رخساره شیست سبز دچار دگرگونی شده و برخی گدازه‌ها به اسپیلیت تبدیل شده‌اند. دگرگونی مجاورتی نیز در بعضی قسمت‌ها صورت گرفته است.

بررسی‌های زمین شناسی و سنگ شناسی صورت گرفته در این ناحیه حاکی از وجود پهنه چند دگرگونه است که در اصل به توسعه افیولیت‌ها و جایگیری زمین‌ساختی آنها مربوط است. همچنین به‌جز سرپانتینیت‌ها، رخنمون‌های مجموعه سنگی دگرگون شده قابل تشخیص است که دستخوش چندین رخداد دگرگونی شده‌اند.

روش انجام پژوهش

به منظور شناخت روابط صحرایی، تهیه مقاطع نازک و بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری از برونزدهای مختلف سنگ‌های دگرگونی (متابازیت‌ها) به طور اصولی و هدفمند نمونه برداری شد و پس از بررسی مقاطع نازک، ۶ نمونه برای انجام تجزیهٔ شیمیایی و نیز پراش پرتوی X (XRD) به آزمایشگاه شرکت تحقیقات کانی‌شناسی و زمین شناسی کانپژوه تهران ارسال شد. تجزیه شیمیایی سرپانتینیت‌ها و پریدوتیت‌های منطقه (عناصر اصلی به روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی X (XRF) و عناصر کمیاب به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی ICP-MS) در آزمایشگاه زمین‌شناسی و کانی‌شناسی نووسیبیرسک، آکادمی علوم روسیه انجام شد. گزیده‌ای از نتایج این تجزیه‌ها در جدول ۱ ارائه شده است.

سنگ‌نگاری سنگ‌های دگرگونی

در منطقه مورد بررسی طیف وسیعی از سنگ‌های دگرگونی یافت می‌شود که از نظر سنگ‌نگاری شامل سنگ‌های فرامافیک سرپانتینی شده، انواع سرپانتینیت‌ها، طلق شیست‌ها، آمفیبولیت‌ها، کلریت شیست‌ها، اکتینولیت شیست‌ها، کلریتیت‌ها، اکتینولیتیت‌ها، متادیابازها و متاگابروها هستند. این سنگ‌ها در رخساره‌های شیست‌سبز تا آمفیبولیت و طی دگرگونی کف دریا و دینامیکی گرمایی دگرگون شده‌اند.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.315]

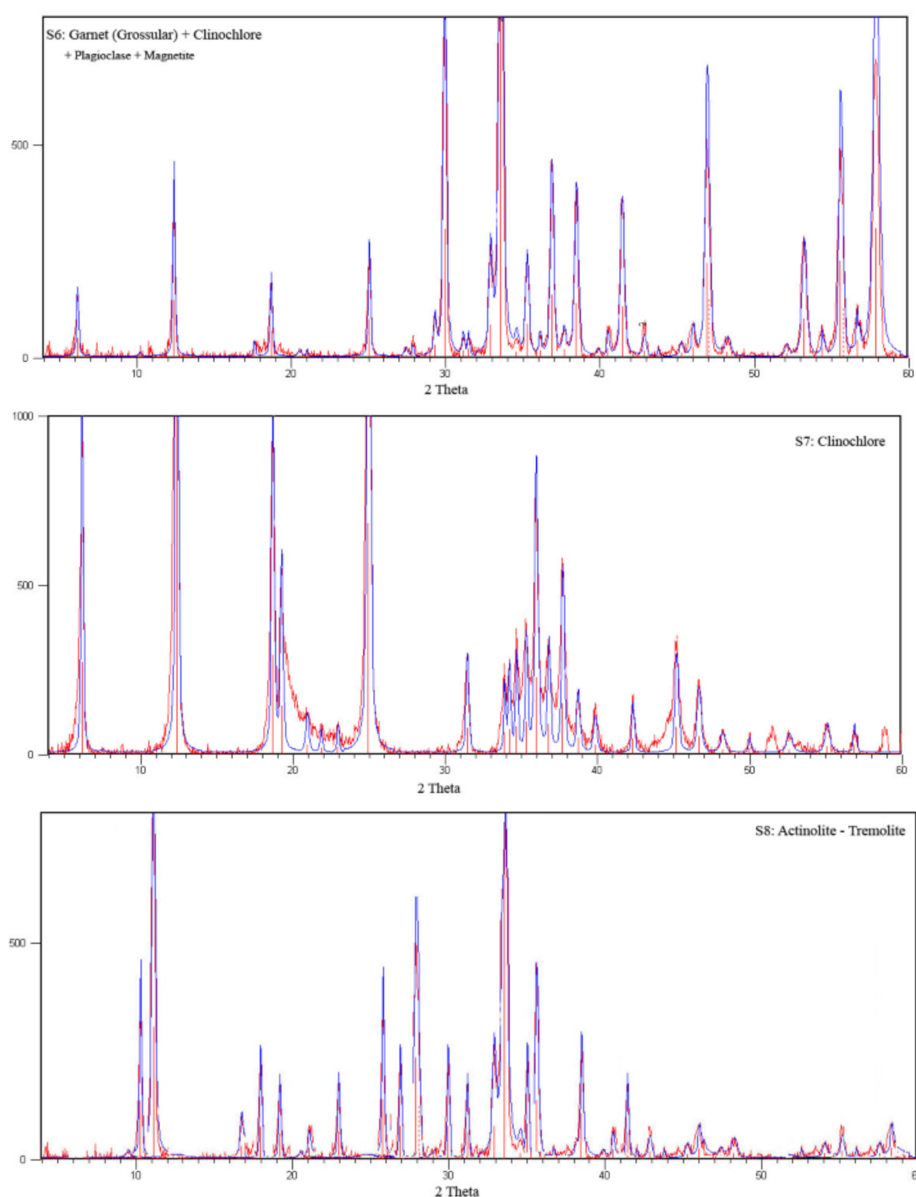
جدول ۱ برگزیده‌ای از نتایج تجزیه نمونه‌های سنگ‌های دگرگونی و سرپانتینیت‌های افیولیت کرمانشاه به روش XRF و ICP-MS.

Element	نمونه / یکا	S-6	S-7	Ser. 1	Ser.2	Ser. 3	Ser.4	Ser.5	Ser. 6	Ser. 7
SiO_2	%	۳۴٫۹۲	۲۹٫۶۳	۴۲٫۳۲	۴۵٫۲۸	۴۴٫۱۹	۴۴٫۵۸	۴۳٫۶۷	۴۳٫۹۱	۳۹٫۸۹
Al_2O_3	%	۲۴٫۲۱	۲۰٫۰۱	۰٫۸۶	۰٫۸۲	۰٫۶۶	۱٫۱۳	۰٫۸۸	۰٫۶۱	۱٫۲۱
Fe_2O_3	%	۰٫۸۹	۳٫۲۹	۷٫۷	۴٫۸۸	۵٫۵۳	۴٫۸	۵٫۷۱	۵٫۷۴	۸٫۰۹
TiO_2	%	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲
CaO	%	۳۲٫۴۸	۰٫۱۹	۰٫۱	۰٫۰۸	۰٫۵۶	۰٫۳۱	۰٫۵۹	۰٫۰۴	۱٫۱۸
MgO	%	۲٫۴۵	۳۲٫۳۴	۳۵٫۸۵	۳۶٫۱۳	۳۵٫۹۷	۳۶٫۱۸	۳۶٫۰۱	۳۷٫۹	۳۶٫۳۵
Na_2O	%	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱
K_2O	%	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۴	۰٫۰۱
MnO	%	۰٫۰۱	۰٫۱۶	۰٫۱۲	۰٫۱	۰٫۱۲	۰٫۱	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۰۱
P_2O_5	%	۰٫۰۸	<۰٫۰۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
S	%	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۲	۰٫۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
L.O.I	%	۴٫۶۲	۱۴٫۱۰	۱۲٫۰	۱۱٫۶	۱۱٫۹	۱۱٫۷	۱۲	۱۱٫۵	۱۲٫۰۸
مجموع	%	۹۹٫۷۳	۹۹٫۸۱	۹۹٫۳۸	۹۹٫۳	۹۹٫۳۴	۹۹٫۲۲	۹۹٫۴۲	۹۹٫۹۴	۹۸٫۸۷
As	ppm	۳۵	۹	۱	۳٫۹	۰٫۸	۳٫۶	۲٫۳۲	۷٫۱	۰٫۹
Ba	ppm	۱۲	۱۳۷	۶	۳	۳	۲	۴٫۱	۲	۳٫۸
Ce	ppm	۱۱	۱۲	۰٫۱	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۰۱
Co	ppm	۴	۲۶	۱۱۲٫۱	۸۴٫۸	۹۲٫۵	۹۵٫۸	۹۶٫۱	۹۳	۶۵
Cs	ppm	-	-	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱
Cu	ppm	۸	۵۳	۷٫۸	۳۲	۶۳٫۹	۶۰	۵۱	۳٫۱	۴۷٫۸
Ga	ppm	۸	۱۱	۰٫۷	۰٫۲	۰٫۲	۱	۰٫۵	۰٫۱	۰٫۲
La	ppm	۵	۷	۰٫۷	۱٫۳	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۹	۱٫۷	۰٫۵
Ni	ppm	۸۲	۶۳۲	۹۱۹	۹۷۳	۹۸۷	۱۰۶۲	۷۱۰	۱۷۸۵	۵۸۴
Pb	ppm	۲	۱۸	۰٫۴	۰٫۵	۱	۰٫۹	۰٫۸	۱٫۴	۰٫۴
Rb	ppm	۱۳	۱۰	۰٫۱	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۵
Sr	ppm	۸	۹	۰٫۸	۲٫۳	۲٫۱	۸	۵	۱٫۱	۴٫۶
U	ppm	-	-	۰٫۱۱	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۰۱	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۴
V	ppm	۱۲	۱۲	۴۰	۲۵	۳۷	۳۴	۳۲	۲۷	۳۳
Y	ppm	۴	۱۳	۰٫۸۱	۰٫۴	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۲۲
Yb	ppm	-	-	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۱۱	۰٫۰۷
Zn	ppm	۱۰	۲۲	۱۸	۲۰	۲۳	۲۴	۲۲	۱۵	۲۱
Zr	ppm	۱۹	۵۵	۲٫۹	۲٫۲	۲٫۳	۰٫۷	۱٫۹	۳٫۵	۰٫۱

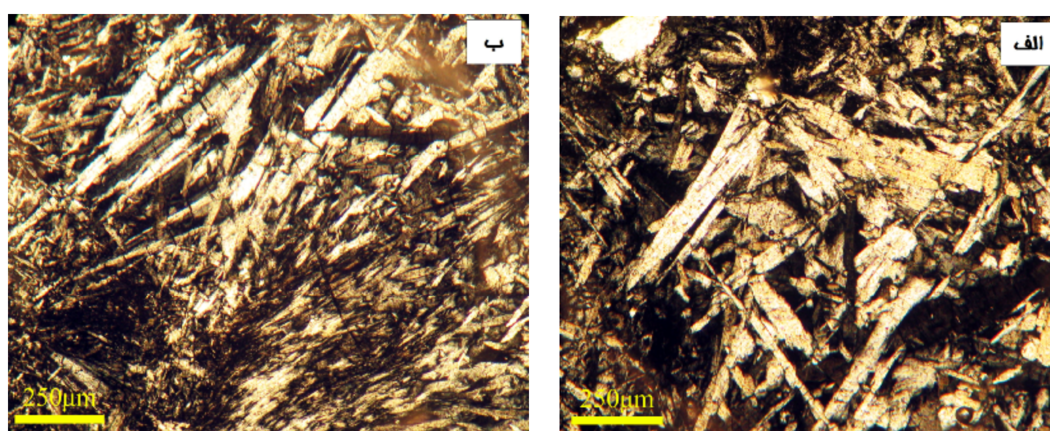
سنگ‌های دگرگونی یشم و بدل یشم

برخی از سنگ‌های دگرگونی (متابازیت‌ها) یافت شده در منطقه از بسیاری جهات به یشم (جید) شبیه بوده؛ دارای سختی، چگالی، وزن مخصوص و تراکم بالا به رنگ سفید، سبز روشن و لکه‌دار هستند. این سنگ‌ها شامل کانی‌های ترمولیت و اکتینولیت بسیار فشرده (نفریت)، پلاژیوکلاز، کلینوکلر و گارنت گروسولار هستند (شکل ۲ نتایج آنالیز XRD و شکل ۳ تصاویر مقاطع میکروسکوپی این سنگ‌ها را نشان می‌دهد). آمفیبول‌های موجود در متابازیت‌های این مجموعه افیولیتی شامل آمفیبول‌های کلسیمی مانند اکتینولیت ـ ترمولیت فشرده هستند.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.315]



شکل ۲ طیف XRD سنگ‌های دگرگونی مربوط به افیولیت کرمانشاه (نمونه S -6 ، S-7 و S8 منسوب به نفریت).



شکل ۳ تصاویر مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های دگرگونی و یشم (ژاد) نفریتی (ترمولیت ـ اکتینولیت) در افیولیت کرمانشاه (نور XPL).

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.315]

سرپانتینیت‌ها و پریدوتیت‌های سرپانتینی شده

بخشی از مجموعه رخنمون یافته در منطقه مورد بررسی هستند. که بیشتر از آنتی‌گوریت بسیار فشرده (موسوم به باونیت) تشکیل شده‌اند (شکل ۴). بافت غالب این سنگ‌ها غربالی (مش) است. آمفیبول شیست‌ها بیشتر از ترمولیت و اکتینولیت، کلریت و سرپانتین تشکیل شده‌اند.

رودنژیت‌ها و متاگابروها

گابروها در مجموعه افیولیتی دچار دگرسانی نوع رودنژیتی شده‌اند.

بحث و بررسی

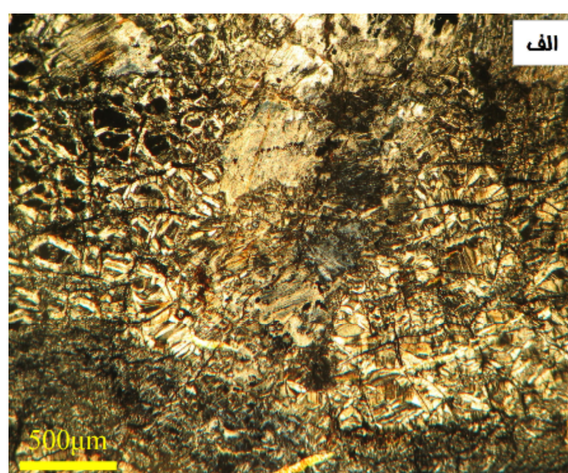
سنگ‌های متابازیتی همراه افیولیت کرمانشاه، دچار دگرگونی ناحیه‌ای دینامیکی گرمایی با شدت متغیر دگرگونی درجه پایین تا رخساره‌های شیست‌سبز تا اپیدوت آمفیبولیت شده‌اند. این دگرگونی سنگ‌های شیست‌سبز، اپیدوت آمفیبولیت را به-وجود آورده است که بصورت یک پهنه دگرگونی مشخص در این افیولیت رخنمون یافته است. آثار مراحل مختلف دگرگونی گرمابی (کف اقیانوسی)، ناحیه‌ای دینامیکی گرمایی (پیشرونده و پسرونده)، دگرگونی تنش آواری موضعی و دگرگونی ناحیه‌ای نهایی در سنگ‌های دگرگونی منطقه دیده می‌شود. بر اساس نتایج این پژوهش، دو مرحله دگرگونی ناحیه‌ای دینامیکی گرمایی پیشرونده (با شیب زمین‌گرمایی ویژه مناطق فرورانش) و پسرونده (حاشیه کرونا در هورنبلند و بقایای پیروکسن‌ها داخل آمفیبول‌ها و اپیدوت‌ها) در متابازیت-های منطقه، شاهدی بر رخداد فرآیند فرورانش و بالا آمدن بخشی از سنگ‌ها طی راندگی در جهتی مخالف جهت فرورانش در منطقه مورد بررسی است. جهت فرورانش در منطقه مورد بررسی به سمت شرق ـ جنوب شرق و در نتیجه جهت راندگی-ها به سمت غرب ـ شمال غرب بوده است.

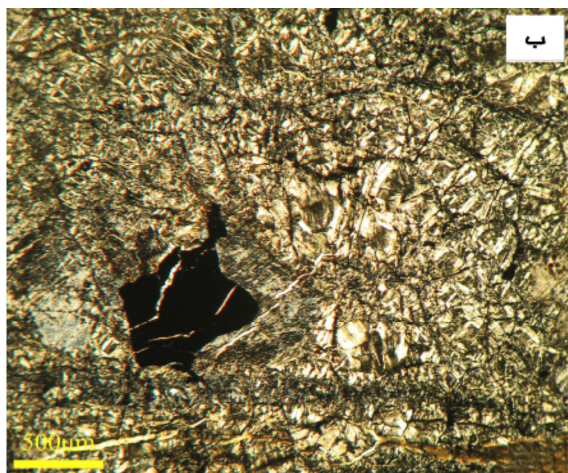
از بین سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد بررسی شاید بتوان از سنگ‌های دگرگونی یشم و بدل یشم (بیشتر ترکیب نفریتی) و نیز سرپانتینیت‌ها بعنوان شواهد مستدل برای رخداد پدیده فرورانش (فرورانش نئوتتیس) بهره برد.

برخی سنگ‌های دگرگونی با وزن مخصوص و سختی بسیار بالا شامل ترمولیت بسیار فشرده، نفریت (یشم و بدل یشم) (شکل ۲)، گواهی روشن بر رخداد پدیده فرورانش و رخداد دگرگونی فشار بالا در این منطقه است. افیولیت کرمانشاه به سبب فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در کرانه و کنار وراندگی اصلی زاگرس به جا گذاشته است. فراوانی نفریت در این سنگ‌ها شاید به سبب فراوانی کلسیم و نیز محیط فرورانشی آبدار بوده باشد که امکان تشکیل نفریت (آمفیبول) را بیش از ژادئیت (پیروکسن) مهیا ساخته است.

به نظر می‌رسد که سنگ‌های نام برده طی بالا آمدگی پوسته به دلیل کاهش فشار، دما و تاثیر شاره‌های غنی از آب به صورت پسرونده نیز دگرگون شده‌اند.

نتایج بررسی‌های سنگ‌شناختی، ترکیب کانی‌ها به ویژه آمفیبول‌ها و به ویژه تغییرات ترکیب شیمیایی این آمفیبول‌ها در متابازیت‌های مختلف و گاه در یک متابازیت، به روشنی بیانگر تغییرات فشار ـ دمای متابازیت‌ها در مراحل تکاملی مختلف و نشان دهنده فرایند فرورانش و راندگی اعمال شده در منطقه مورد بررسی در غرب ایران است.





شکل ۴ تصاویر مقطع میکروسکوپی سرپانتینیت‌های آنتی‌گوریتی در افیولیت کرمانشاه (نور XPL).

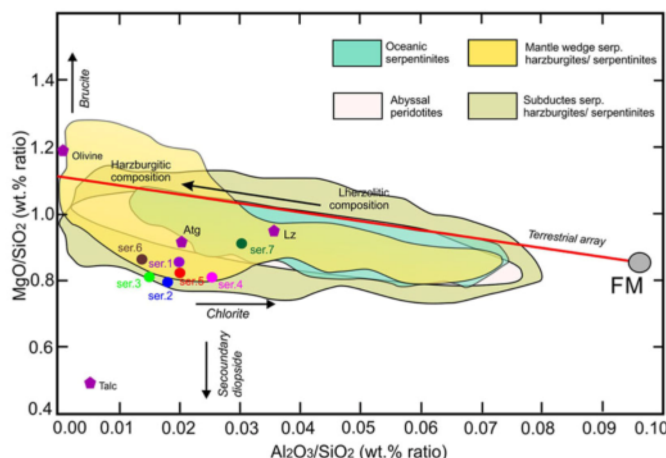
در دهه‌های اخیر سرپانتینیت‌ها به سبب اهمیت فراوان آنها در درک فرایندهای زمین‌شیمیایی و زمین‌دینامیکی در پهنه‌های فرورانش و اینکه این سنگ‌ها دربردارنده مقادیر زیادی آب هستند (تا ۱۳ درصد آب دارند و بسته به شیب زمین‌گرمایی موضعی تا اعماق ۱۵۰ – ۷۰ کیلومتری پایدار باقی می‌مانند) بسیار مورد توجه بوده‌اند. آبگیری صفحه فرورونده و شرایط دگرگونی فزاینده با افزایش عمق، عامل تشکیل سرپانتنیت‌های وابسته به فرورانش است، هرچند سرپانتینی شدن بیشتر طی دگرسانی کف دریا شروع می‌شود. سرپانتینی شدن اولیه با تشکیل لیزاردیت و کریزوتیل مشخص می‌شود که به‌تدریج در طی دگرگونی پیشرونده در شرایط فرورانش با آنتی‌گوریت جانشین می‌گردند.

سرپانتینیت‌های فرورانشی با فراوانی آنتی‌گوریت و نیز وجود مقادیر بسیار اندک لیزاردیت و به‌ویژه با عدم حضور الیوین دگرگونی مشخص می‌شوند (شروع تبلور الیوین از دمای ۴۶۰ ^{o}C است [۲۳]). ویژگی‌های نام برده نشان می‌دهد که سرپانتینیت‌ها به احتمال بسیار قوی در شرایط دما و فشار اندکی بالاتر نسبت به سایر سرپانتینیت‌ها (سرپانتینیت‌های آبیسال و سرپانتینیت‌های گوه گوشته‌ای) تشکیل شده‌اند که مطابق با رخساره دما متوسط ـ بالا شیست‌آبی (P ≈۱۲ kbar و ۴۰۰-۳۶۰ ^{o}C) است [۲۴-۲۶]. این برآوردها در مورد شرایط تشکیل دگرگونی سرپانتینیت‌های وابسته به فرورانش، با مقادیر LOI آنها همخوانی دارد. سرپانتینیت‌های وابسته به فرورانش بیشتر از آنتی‌گوریت تشکیل شده‌اند و با مقدار کروم مگنتیت بسیار بالا و نیز مقدار LOI نسبتاً کم (۱۲٫۱-۱۰٫۹ درصد وزنی، جدول ۱) مطابق با دگرگونی رخساره شیست آبی دما متوسط تا بالا مشخص می‌شوند. مقادیر پایین نسبت Mg/Si و LOI در سرپانتینیت‌های منطقه نشان از میزان دگرگونی بالای آنها دارد. به سبب آبزدایی بخشی مربوط به جانشینی لیزاردیت توسط آنتی‌گوریت طی دگرگونی پیشرونده. کاهش LOI در سرپانتینیت‌ها با افزایش شرایط دگرگونی همراه است.

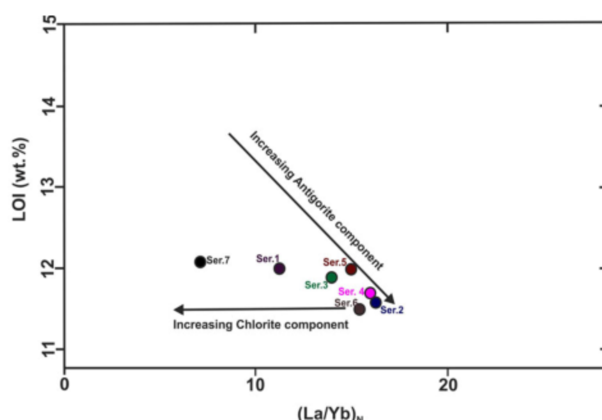
سنگ‌های نام برده در نتیجه سرپانتینی شدن پروتولیت‌های هارزبورژیتی شامل کلینوپیروکسن به شدت تهی شده در اثر فرایندهای ذوب بخشی گسترده (بیش از ۱۵ درصد) منطبق بر محیط فرورانشی آبدار، پدید آمده‌اند. شواهد بافتی و کانی‌شناسی (عدم حضور چندریخت دمای پایین لیزاردیت در متن سنگ و کریزوتیل در رگه‌ها و تشکیل کانی‌های دگرگونی همچون آنتی‌گوریت، کلینوکلر و ترمولیت) بیانگر ماهیت دگرگونی این سنگ‌هاست. وجود سرپانتین آنتی‌گوریتی بسیار متراکم با سختی و وزن مخصوص بالا موسوم به باونیت، نشان‌دهنده فشار بالا در روند تشکیل سنگ‌های دگرگونی است.

در نمودار MgO/SiO_2 (درصد وزنی) نسبت به Al_2O_3/SiO_2 (درصد وزنی) (شکل ۵) سرپانتینیت‌های افیولیت کرمانشاه به سبب از دست دادن MgO یا کسب SiO_2 طی سرپانتینی شدن، زیر خط واقع می‌شوند. این ویژگی اغلب در سرپانتینیت‌های اقیانوسی، گوه گوشته‌ای و نیز سرپانتینیت‌های فرورانشی دیده می‌شود [۲۷-۲۹]. سرپانتینیت‌های مورد بررسی دارای مقادیر پایین نسبت Mg/Si هستند که با افزایش شرایط دگرگونی مربوط است. تشکیل این سرپانتینیت‌ها از پریدوتیت‌های گوشته‌ای به‌شدت تهی شده بر اساس مشخصه‌هایی چون مقدار TiO_2 بسیار اندک آنها و نیز قلیایی‌ها، مقادیر کم تا متوسط Al_2O_3 (۱٫۲۱-۰٫۶۱ درصد وزنی)، MgO (۳۶٫۳۵-۳۵٫۸۵ درصد وزنی) و CaO (۱٫۱۸-۰٫۰۴ درصد وزنی) و نیز مقادیر Cr و Ni به شدت متغیر تأیید می‌شود.

مقدار LOI در سرپانتینیت‌های منطقه، به نسبت کم (۱۲٫۱-۱۰٫۹ درصد وزنی؛ جدول ۱، شکل ۶) است. مقادیر $(La/Yb)_N$ به نسبت بالا (۱۶٫۲۵-۷٫۱۴) به احتمال زیاد پیامد بین سرپانتینیت‌ها و سیال‌ها [۲۹]، یا به سبب تشکیل آنتی‌گوریت است، زیرا آنتی‌گوریت نسبت به لیزاردیت دارای مقداری Yb است [۲۵]. این ویژگی ممکن است درجات بالای خروج گدازه را نشان دهد؛ مقادیر بالای نسبت $(La/Yb)_N$ بیشتر به دلیل مقدار اندک Yb است تا مقادیر بالای La، و Yb همزمان با Ti تهی شده است [۲۹-۳۳]. مقادیر بالای آنتی‌گوریت و مقادیر اندک کلریت منجر به افزایش نسبت $(La/Yb)_N$ و نیز مقدار LOI می‌شود (شکل ۶). کمتر بودن ترکیب کلی SiO_2، و بالاتر بودن MgO، Al_2O_3 و FeO نیز سبب فراوانی کلریت می‌شود.



شکل ۵ نمودار MgO/SiO_2 (درصد وزنی) نسبت به Al_2O_3/SiO_2 (درصد وزنی) برای سرپانتینیت‌های افیولیت کرمانشاه. ترتیب تهی‌شدگی گوشته‌ای (خط قرمز) از مرجع [۳۰]، منبع FM از مرجع [۳۱]، گستره ترکیبی پریدوتیت‌های آبیسال و اقیانوسی بر اساس مراجع [۳۲،۲۸]، سرپانتینیت‌ها/هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده فورانشی از مرجع [۲۹] و مجموعه داده‌های سرپانتینیت‌های اقیانوسی از مراجع [۲۷، ۲۸]. زمین-شیمی سرپانتینیت‌ها توسط میزان خروج گدازه از پروتولیت‌های پریدوتیتی و نیز فازهای کانیایی پسرونده (مانند دیوپسید و کلریت) کنترل می-شود.



شکل ۶ نمودار LOI (درصد وزنی) نسبت به $(La/Yb)_N$ (بهنجار شده به گوشته اولیه (ضرایب بهنجارش از مرجع [۳۴]) بـرای سـرپانتینیت‌هـای افیولیت کرمانشاه.

به نظر می‌رسد که سرپانتینیت‌های منطقه علاوه بر دگرگونی پیشرونده، دچار فرایندهای دگرگونی پسرونده سرپانتین زدایی نیز شده‌اند (P <۸kbar و T <۳۵۰°c). دگرگونی پسرونده تأثیر قابل ملاحظه‌ای بر رودنژیت‌های موجود گذاشته که طی فرایند رودنژیت‌زدایی، متارودنژیت را ایجاد نموده است.

وجود ترمولیت‌های با خاستگاه دگرگونی با بافت جک استروا[1]، حضورکلریت منیزیم‌دار و آنتی‌گوریت در آمفیبولیت‌ها نشان از دگرگونی آنها در رخساره آمفیبولیت بالایی دارد. عدم حضور دیوپسیدهای برآمده از دگرگونی نشان می‌دهد که دمای دگرگونی به ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد نرسیده است [۳۴]. جایگزینی کلریت در کناره برخی از ترمولیت‌ها و سرپانتینی شدن بخشی از الیوین‌های دگرگون نشان از رخداد دگرگونی برگشتی در حد رخساره شیست‌سبز به دنبال دگرگونی پیشرونده در حد رخساره آمفیبولیت دارد.

به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها طی بالا آمدگی پوسته به دلیل کاهش فشار، دما و تاثیر شاره‌های غنی از آب به صورت پسرونده نیز دگرگون شده‌اند. رخداد دگرگونی پسرونده در

1- Jack-Straw

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.315]

سنگ‌های الیوین‌دار و لوکوگابرو باعث انتقال آنها به رخساره آمفیبولیت شده است. شکل‌گیری کانی‌های دمای پایین و آبدار مانند ترمولیت، کلینوکلر از شواهد کانی‌شناسی و بافتی دگرگونی پسرونده هستند. کانی ترمولیت پیامد ناپایداری الیوین بوده و کلینوکلر پسرونده در سنگ‌های دارای ناخالصی Al_2O_3 در رخساره آمفیبولیت دما بالا ظاهر شده است.

گابروها در مجموعه افیولیتی دچار دگرسانی نوع رودنژیتی شده‌اند. به نظر شاندل و همکارانش [۳۵] رودنژیت‌ها پیامد دگرنهادی سیال شامل کلسیم در اثر فرایند سرپانتینیتی شدن هستند. انواع مختلف سنگ‌های داخل و یا همجوار با سرپانتینیت‌ها می‌توانند رودنژیتی شوند [۳۶]. اعتقاد بر این است که سرپانتینی شدن سنگ‌های فرامافیک موجب آزاد سازی کلسیم می‌شود، کلسیم قادر به جایگیری در ساختار بلورین سرپانتین نیست [۳۶]، و بنابراین در سیال برآمده از سرپانتینی شدن تمرکز یافته و منجر به رودنژیتی شدن گابروها می‌شود. از سازوکار این فرآیند می‌توان نتیجه گرفت که این سنگ‌ها باید در حجم کم و در مناطق محدود با زمین‌ساخت فعال در ارتباط مستقیم با سرپانتینیت‌ها به وجود آیند. همچنین در حالی که پژوهشگران مختلف غنی‌شدگی کلسیم در رودنژیت‌ها را اغلب با شکستن کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های فرامافیکی طی فرایند سرپانتینی شدن و انتقال شاره‌های دربردارنده $CaOH^+$ از این فرامافیک‌ها به گابروها نسبت می‌دهند [۳۶-۳۸]، اما برخی بر این عقیده‌اند [۳۹،۴۰] که فرایند رودنژیتی شدن همیشه در ارتباط با مراحل مختلف سرپانتینی شدن و سرپانتینی که در فرامافیک‌ها تشکیل می‌شود، نبوده و ممکن است غنی‌شدگی کلسیم در رودنژیت‌ها نه تنها از فرامافیک‌ها (برای مثال هارزبورژیت‌ها) بلکه احتمالاً به طور مستقیم از پروتولیت رودنژیت‌ها (سنگ‌های مافیک) نتیجه شده باشد. به نظر اهانلی و همکاران [۴۰،۳۹] همزمان با سرپانتینی شدن سنگ‌های فرامافیک، سیلیس از پروتولیت رودنژیت‌ها خارج شده و با شکستن آنورتیت موجود در سنگ مافیک، تمرکز کلسیم به شدت افزایش می‌یابد. واکنش شاره‌های سرپانتینی با این سنگ‌های مافیک، منجر به تشکیل رودنژیت‌ها که معمولاً قلیایی-هیپرفراقلیایی هستند، می‌شوند. گابروهای رودنژیتی، در ادامه یک فرایند رودنژیت‌زدایی را نیز پشت سر گذاشته‌اند که با حضور کانی‌های غنی از آهن ـ منیزیم (پرهنیت ـ پامپله‌ایت، کلریت) در اثر رخساره‌های پس رونده دگرگونی (رخساره شیست سبز) طی بالا آمدگی تأیید می‌شود که با شواهد سنگ‌نگاری نیز همخوانی دارد.

می‌توان گفت که سنگ‌های مختلف در افیولیت کرمانشاه نخست تحت رخساره شیست آبی وابسته به فرورانش قرار گرفته و سپس دچار دگرگونی رخساره شیست سبز وابسته به بالاآمدگی و برونزد شده‌اند.

برداشت

وجود پهنه چند دگرگونه در منطقه در اصل به توسعه افیولیت-ها و جایگیری زمین‌ساختی آنها مربوط است. برخی از سنگ-های دگرگونی (متابازیت‌ها) یافت شده در منطقه از بسیاری جهات به یشم شبیه بوده، دارای سختی، چگالی، وزن مخصوص و تراکم بالا به رنگ سفید، سبز روشن و لکه‌دار، شامل کانی-های ترمولیت و اکتینولیت بسیار فشرده (نفریت)، پلاژیوکلاز، کلینوکلرو گارنت گروسولار هستند. چنین سنگ‌هایی به همراه سرپانتینیت‌های از نوع آنتی‌گوریت فشرده موسوم به باونیت در منطقه، گواهی روشن بر رخداد پدیده فرورانش و رخداد دگرگونی فشار بالا در این منطقه است.

سرپانتینیت‌های منطقه با مقدار آنتی‌گوریت و کروم مگنتیت بسیار بالا و نیز مقدار LOI نسبتاً کم مطابق با دگرگونی رخساره شیست آبی دما متوسط تا بالا مشخص می-شوند.

وجود ترمولیت‌های با خاستگاه دگرگونی با بافت جک استروا، حضورکلریت منیزیم‌دار و آنتی‌گوریت در آمفیبولیت‌ها نشان از دگرگونی آنها در رخساره آمفیبولیت بالایی دارد.

گابروها در مجموعه افیولیتی دچار دگرسانی رودنژیتی شده‌اند. این گابروهای رودنژیتی، در ادامه یک فرایند رودنژیت-زدایی را نیز پشت سر گذاشته‌اند که با حضور کانی‌های غنی از آهن ـ منیزیم (پرهنیت ـ پامپله‌ایت، کلریت) در اثر رخساره-های پس رونده دگرگونی (رخساره شیست سبز) طی بالا آمدگی تأیید می‌شود که با شواهد سنگ‌نگاری نیز همخوانی دارد.

سنگ‌های مختلف در افیولیت کرمانشاه ابتدا تحت رخساره شیست آبی وابسته به فرورانش قرار گرفته و سپس دچار دگرگونی رخساره شیست سبز وابسته به بالاآمدگی و برونزد شده‌اند.

مراجع

[1] Miyashiro A., *"Metamorphism and related magmatism in plate tectonics"*, American Journal of Science 272 (1974) 495-508.

[2] Aghanabati S. A., *"Geology of Iran",* A Publication of the Geological Survey of Iran (2007) 586pp. (in Persian).

[3] Stocklin J., *"Possible ancient continental margins in Iran, In: C.A., Burk and C.L., Drake (Editores), the geology of continental margins"*, Springer-Verlag, Berlin (1974) 873-887.

[4] Shafahii Moghadam H., Stern, R. J., *"Late Cretaceouse fore arc ophiolites of Iran"*, Island Arc 20 (2011) 1-4.

[5] Braud J., *"Les formation au Zagros dans la region de Kermanshah (Iran) et leurs rapports structuraux"*, Compt. Rend 271 (1970) 244-1291.

[6] Alavi M., *"Tectonostratigraphic Evolution of Zagross side of Iran"*, Geology, 8 (1980) 144-149.

[7] Berberian M., King G. C. P., *"Towards the Paleogeography and tectonic evolution of Iran"*, Canadian Journal of Earth Sciences, 18 (1981) 210-265.

[8] Jolivet L., Faccenna, C., *"Mediterranean extension and the Africa–Eurasia collision"*, Tectonics 19 (6) (2000) 1095–1106.

[9] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., *"Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation"*, International Journal of Earth Sciences 94 (3) (2005) 401–419.

[10] Vincent S.J., Allen M.B., Ismail-Zadeh A.D., Flecker R., Foland K.A., Simmons M.D., *"Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region"*, Geological Society of America Bulletin 117 (11–12) (2005) 1513–1533.

[11] Ballato P., Mulch A., Landgraf A., Strecker M.R., Dalconi M.C., Friedrich A., Tabatabaei S.H., *"Middle to late Miocene Middle Eastern climate from stable oxygen and carbon isotope data, southern Alborz mountains, N Iran"*, Earth and Planetary Science Letters 300 (1–2) (2010) 125–138.

[12] Berberian F., Berberian M., *"Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Delany, Frances M., Gupta, Harsh K. (Eds.), Zagros, Hindu Kush, Himalaya"*: Geodynamic Evolution, AGU, Washington, DC (1981) 5–32.

[13] Şengör A.M.C., *"A new model for the late Palaeozoic—Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman"*, Geological Society, London, Special Publications 49 (1) (1990) 797–831.

[14] Stöcklin J., *"Structural history and tectonics of Iran; a review"*, AAPG Bulletin 52 (7) (1968) 1229–1258.

[15] Ao S., Xiao W., Khalatbari Jafari M., Talebian M., Chen L., Wan B., Ji, W., Zhang Zh., *"U-Pb zircon ages, field geology and geochemistry of the Kermanshah ophiolite (Iran): From continental rifting at 79 Ma to oceanic core complex at ca. 36 Ma in the southern Neo-Tethys"*, Gondwana Research 31 (2015) 1-14.

[16] Delaloye M., Desmons J., *"Ophiolites and mélange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications"*, Tectonophysics 68 (1980) 83–111.

[17] Ghazi A.M., Hassanipak A.A., *"Geochemistry of subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros Suture Zone, Western Iran: Implications for Tethyan plate tectonics*", Asian Journal of Earth Sciences 17 (1999) 319-332.

[18] Torkian A., Daraee zadeh Z. Aliani F., *"Application of geochemical data for determining tectonic setting of diabasic dykes in the Kermanshah ophiolite; Sahneh-Harsin area",* Journal of Crystallography and mineralogy of Iran 21(2) (2012) 331-342 (in Persian).

[19] KarimiBavandpur A., *"Geological map of Kermanshah 1:100000 scale",* Geological survey of Iran (1999).

[20] Lippard S.J., Shelton A.W., Gass I.G., *"The ophiolite of northern Oman"*, Geological Society, London, Memoir 11 (1986) 178P.

[21] Elyaszadeh R., Mohajjel M., Biralvand M., *"Structure of the collision zone of Zagros orogen in northwest (NW) Iran",* Quarterly Iranian Journal of Geology4 (16) (2010) 25-36.

[22] Amini S., Moradpour R., ZareiiSahamieh R., *"Petrography, geochemistry and petrology of the South Sahneh Ophiolite Complex (NE Kermanshah)",* Journal of Crystallography and mineralogy of Iran 13 (2): 225-246 (in Persian).

[23] Shahidi M., Nazari H., *"Geological map of Harsin, 1/100.000 scale"*, Geological survey of Iran, Tehran, 1997.

[24] Schwartz S., Guillot S., Reynard B., Lafay R., Debret B., Nicollet C., Lanari P., Auzende A.L., *"Pressure-temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites"*, Lithos 178 (2013) 197-210.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.315]

[25] Lafay R., Deschamps F., Schwartz S., Guillot S., Godard M., Debret B., Nicollet C., *"High pressure serpentinites, a trap-and-release system controlled by metamorphic conditions: Example from the Piedmont zone of the western Alps"*, Chemical Geology 343 (2013) 38-54.

[26] Guillot S., Schwartz S., Reynard B., Agard P., Prigent C., *"Tectonic significance of serpentinites"*, Tectonophysics 646 (2015) 1-19.

[27] Snow J.E., Dick H.J.B., *"Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 59 (1995) 4219-4235.

[28] Niu Y., *"Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges"*, Journal of Petrology 45 (2004) 2423-2458.

[29] Deschamps F., Godard M., Guillot S., Hattori K., *"Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review"*, Lithos 178 (2013) 96-127.

[30] Zindler A., Hart S., *"Chemical geodynamic"*, Annual Review of Earth and Planetary Sciences 14 (1986) 493-571.

[31] Pearce, J.A., and Parkinson, I.J., *"Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis"*, in: Prichard H.M, Alabaster T., Harris N.B.W, and Neary C.R., eds. Magmatic Processes and Plate Tectonics: Geological Society London Special Publications 76 (1993), 373-403.

[32] Bodinier J.L., Godard M., *"Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. Treatise on Geochemistry"*, Pergamon, Oxford (2007) pp. 1-73.

[33] Parkinson I.J., Pearce J.A., *"Peridotites from the Izu - Bonin -Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting"*, Journal of Petrology 39 (1998) 1577-1618.

[34] Bucher K., Grapes R., *"Petrogenesis of Metamorphic Rocks"*, Springer (2011) 428p.

[35] Schandle E. S., O'Hanley D. S., Wicks F. J., *"Rodingites in serpentinized ultramafic rocks of the Abitibi greenstone belt, Ontario"*, Canadian Mineralogist 27 (1989) 579 – 59.

[36] Coleman, R.G., *"Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere"*, Spinger-Verlag, New York (1977) 229.

[37] Frost B.R., Beard J.S., *"On silica activity and serpentinization"*, Journal of Petrology 48 (2007) 1351-1368.

[38] Bach W., Klein F., *"The petrology of seafloor rodingites: insights from geochemical reaction path modeling"*, Lithos 112 (2009) 103-117.

[39] O'Hanley D.S., Schandl E.S., Wicks F.J., *"The origin of rodingites from Cassiar, British Columbia, and their use to estimate T and P (H2O) during serpentinization"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 56 (1992) 97-108.

[40] O'Hanley D.S., *"Serpentinites: Records of Tectonic and Petrological History"*, Oxford University Press, New York (1996).

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.315]